

# MODELOS ESTRUCTURALES DE ELEMENTOS FINITOS SOBRE LA NUCLEACIÓN DE LAS DEFORMACIONES COMPRESIVAS EN LA SIERRA DE ALTOMIRA (ESPAÑA CENTRAL)

A. Muñoz Martín y G. De Vicente

*Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, 28040 Madrid (España). E-mail: amunoz@eucmos.sim.ucm.es*

**Resumen:** En este trabajo se realizan una serie de modelos estructurales de elementos finitos sobre la geometría en profundidad del cinturón de pliegues y cabalgamientos alpinos de la Sierra de Altomira. El objetivo de estos modelos es comprobar numéricamente la hipótesis de que una geometría en escalón del basamento, asociado a una falla normal, es capaz de nuclear y concentrar las deformaciones de la cobertera situada por encima. La geometría utilizada ha sido un segmento simplificado de un corte geológico equilibrado basado en datos estructurales y geofísicos (gravimetría y perfiles sísmicos de reflexión). Los modelos incluyen tres tipos de materiales: un basamento elástico y resistente indeformado, una cobertera elástica y menos resistente que se desliza de E a O, y un nivel de despegue poco resistente y al cual se le han supuesto dos tipos de comportamiento mecánico diferentes: a) elástico y b) elástico-plástico. Los dos modelos indican que la presencia del escalón nuclea las deformaciones en la cobertera, concentrando los desplazamientos verticales y los máximos valores de esfuerzo de cizalla. El modelo con nivel de despegue elástico predice una máxima deformación inicial en la cobertera al E de la falla en el basamento. Por el contrario, en el modelo con nivel de despegue elástico-plástico las deformaciones se concentran justo encima del escalón en el basamento, tal y como sugieren los datos geofísicos. Estos resultados amplían y completan el modelo previo (Van Wees, 1994) que asociaba la formación de la Sierra de Altomira con la desaparición de las facies Keuper (Triásico Superior). Lo más probable es que la presencia de la falla en el basamento no sólo controle el espesor de los materiales triásicos y jurásicos, sino también las facies, por lo que ambos factores pueden haber actuado conjuntamente en la nucleación de las deformaciones que dieron lugar a la formación de la Sierra de Altomira.

**Palabras clave:** Modelos de elementos finitos, Sierra de Altomira, nucleación de la deformación, deformación alpina.

**Abstract:** A group of finite element models about structure in depth of the thin-skinned Altomira thrust and fold belt has been made. The objective of these models is to check the effect of a stepped geometry in the basement on the nucleation of the alpine deformation in the overlain Mesozoic and Paleogene cover. The stepped geometry is due to a normal fault in the basement. The model geometry is based on a balanced cross-section deduced from both structural and geophysical data (gravimetry and seismic profiles). Finite element models include three different types of materials (a strong elastic basement, a less strong elastic cover, and finally, a soft detachment level), and two models with different mechanical behaviour (elastic and elastic-plastic). The two models show that a stepped geometry in the basement generates maximum vertical displacements and maximum shear stresses both in the cover and in the detachment level. The model with an elastic detachment level has the maximum vertical displacements in front of the basement fault. In the other hand, maximum deformation of the cover is located just above the basement fault in the model with an elastic-plastic detachment level. This second model is in good agreement with structural and geophysical data. The obtained results extend and complete a previous model (Van Wees, 1994) which supports that the position of the Altomira Range location was associated to the ending of the plastic detachment level (Upper Triassic rocks). Probably, the fault in the basement should have controlled these two factors (Triassic and Jurassic thickness and facies), so both of them could have been responsible for the nucleation of the deformation in the Altomira Range.

**Key words:** Finite element models, Altomira Range, deformation nucleation, alpine deformation.

Muñoz Martín, A. y De Vicente, G. (1999) Modelos estructurales de elementos finitos sobre la nucleación de las deformaciones compresivas en la Sierra de Altomira (España Central). *Rev. Soc. Geol. España*, 12 (2): 165-174.

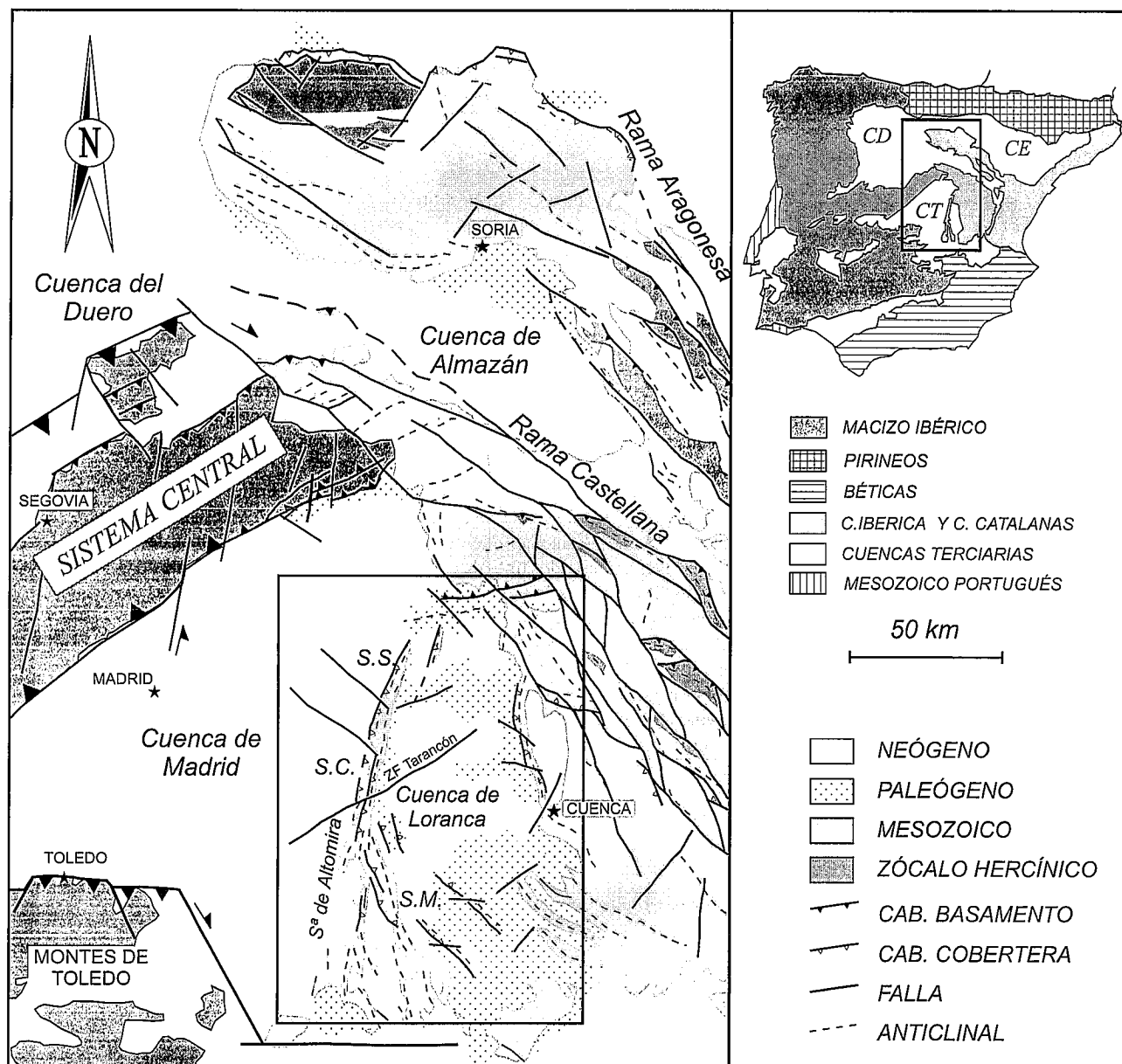


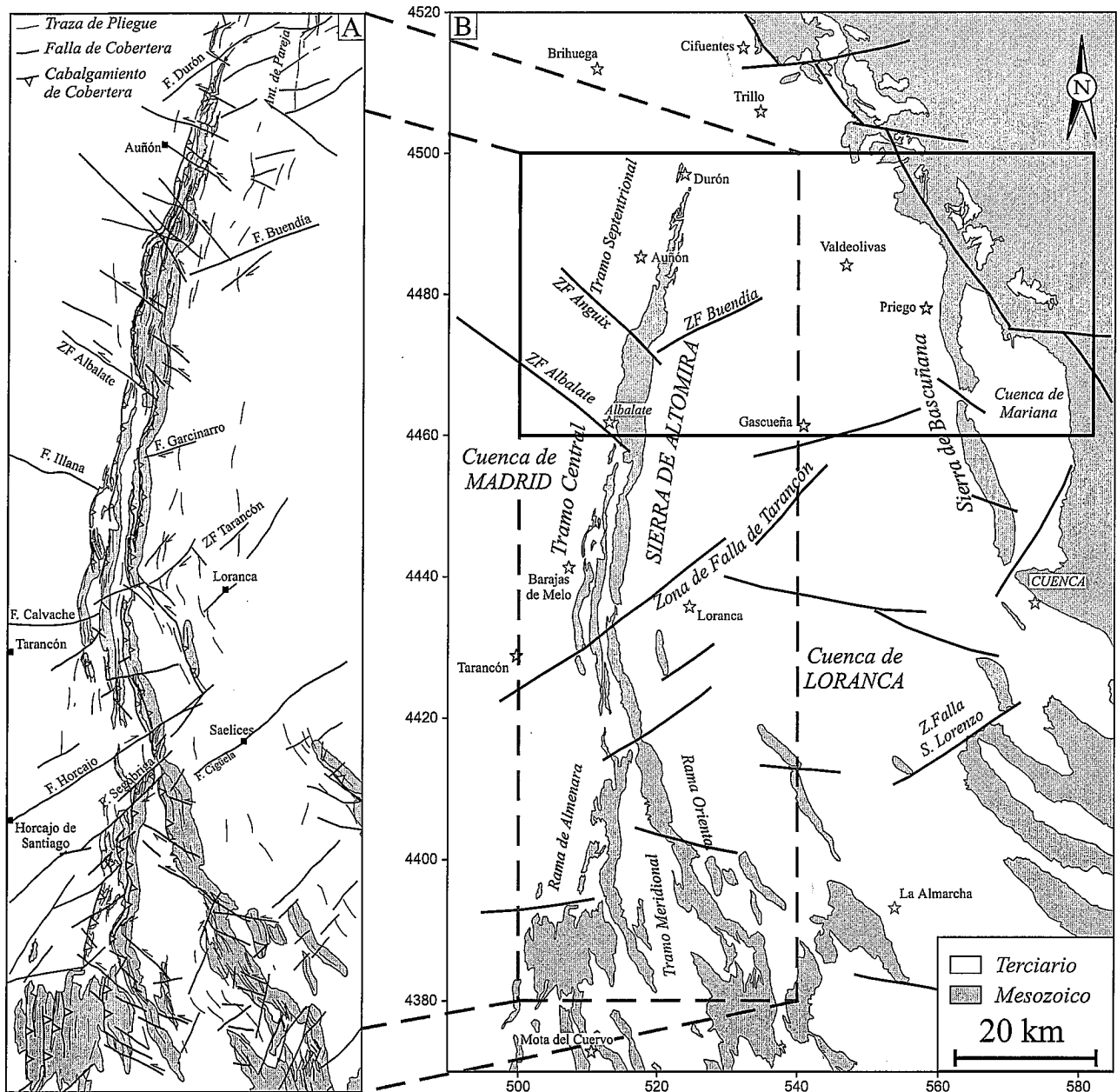
Figura 1.- Situación geográfica y geológica de la zona de estudio y localización de la figura 2 (recuadro). SS, SC y SM: Sectores Septentrional, Central y Meridional de la Sierra de Altomira; ZFT: zona de falla de Tarancón, CD: Cuenca del Duero, CT: Cuenca del Tajo y CE: Cuenca del Ebro.

La zona abarcada en este trabajo se encuentra situada en el interior de la Península Ibérica, adosada a la Cordillera Ibérica, y en las proximidades del Sistema Central Español. Tanto la Cordillera Ibérica como el Sistema Central son dos cinturones alpinos de deformación intraplaca que presentan una intensidad de deformación moderada. Ambos se encuentran situados en una posición intermedia entre las dos grandes cadenas que se desarrollan durante la orogenia alpina en los bordes N y S de la Placa Ibérica: los Pirineos y las Béticas (Fig. 1).

Entre estas dos cadenas intraplaca se encuentra la Sierra de Altomira (Figs. 1 y 2), un estrecho cinturón de pliegues y cabalgamientos de dirección N-S, vergencia hacia el O, y más de 100 km de longitud, que afecta a la cobertera mesozoico-paleógena en el borde oriental de la Cuenca terciaria del Tajo. Los pliegues y cabalgamientos presentan un nivel de despegue basal si-

tuado en las facies plásticas del Keuper (Fig. 3). La edad de estructuración principal es Oligoceno Superior - Mioceno Inferior, y durante su levantamiento se produce la compartimentación de la Cuenca del Tajo en dos cuencas menores, la de Madrid al O, y la de Loranca al E (De Vicente *et al.*, 1996; Díaz Molina y Tortosa, 1996).

La Sierra de Altomira presenta una serie de diferencias con el resto de cinturones de deformación compresivos alpinos de la península, entre las que destacan: a) su orientación es paralela al régimen de acortamiento generalizado en la Península Ibérica durante las compresiones alpinas (N-S); b) una situación en el antepaís relativo de los dos sistemas orogénicos alpinos situados en los bordes de la Placa Ibérica (Pirineos y Béticas); c) una edad intermedia entre la estructuración principal de los dos sistemas intraplaca principales de la península:

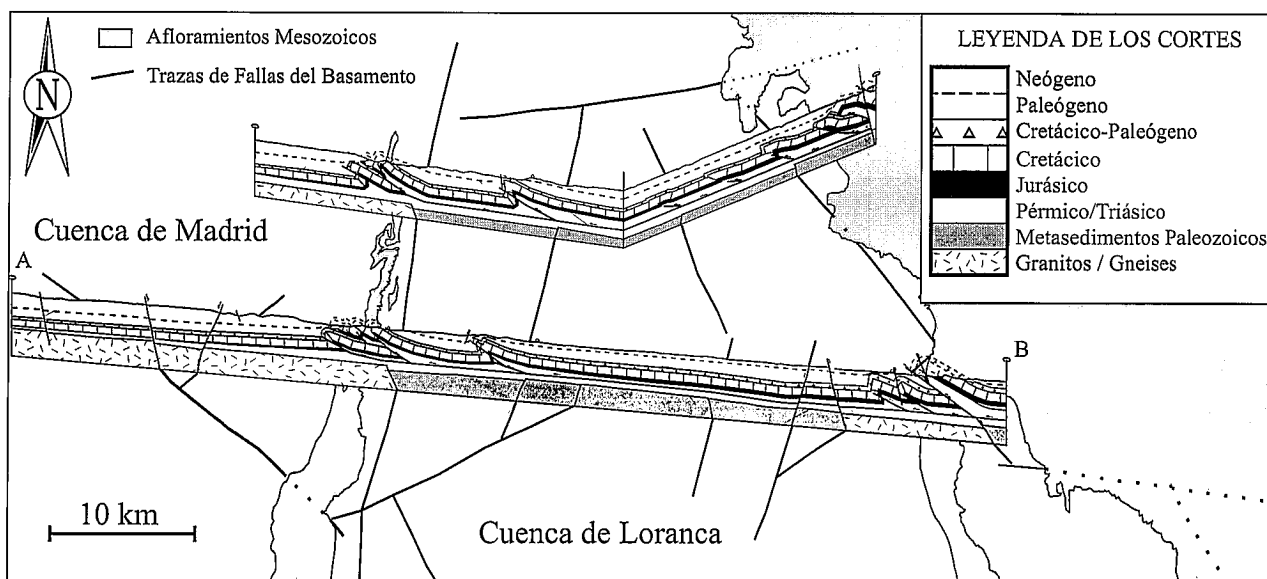


**Figura 2.-** A) Esquema estructural simplificado de la Sierra de Altomira, con los tres sectores diferenciados en la descripción estructural. B) Principales fallas de basamento deducidas de los datos geofísicos (Muñoz Martín, 1997) y localización de la figura 3 (recuadro).

La Cordillera Ibérica (Oligoceno) y Sistema Central (Mioceno Medio-Superior); d) un gran apretamiento de las estructuras compresivas y un trazado muy rectilíneo, especialmente en su mitad septentrional. Por todos estos factores, se discuten, tanto el origen geodinámico de las deformaciones, como la localización y su grado de apretamiento. En lo referente al origen de la Sierra de Altomira, algunos trabajos previos la han relacionado con la terminación lateral oblicua, desarrollada en la cobertera, de las deformaciones compresivas del Sistema Ibérico-Pirenaico (Guimerá y Álvaro, 1990). Recientemente ha sido deducido un campo de paleoesfuerzos local en el borde oriental de la Cuenca del Tajo durante el Oligoceno Superior - Mioceno Inferior ("campo Altomira") (Muñoz Martín y De Vicente, 1998). Este campo de paleoesfuerzos

estaría originado por la superposición de los esfuerzos regionales originados en los dos orógenos situados en los bordes de la Placa Ibérica (Pirineos y Béticas), desde donde se transmitirían hacia el interior peninsular (Muñoz Martín *et al.*, 1998).

La localización y trazado rectilíneo de la Sierra de Altomira en su mitad septentrional ha sido explicada por Van Wees (1994) como producto del acúñamiento y la desaparición de las facies plásticas del *Keuper* en las proximidades del trazado actual de dicha sierra. Van Wees (1994) y Van Wees *et al.* (1995) han realizado un modelo de elementos finitos para explicar la posición de la Sierra de Altomira, suponiendo que el límite de las facies plásticas del Triásico, con una dirección N-S y próximo a la posición de la Sierra de Altomira, ha jugado



**Figura 3.-** Cortes geológicos equilibrados entre la Cuenca de Madrid y el borde de la Cordillera Ibérica, en la mitad septentrional de la Sierra de Altomira (Modificado de Muñoz Martín y De Vicente, 1998). Se puede observar como las estructuras compresivas desarrolladas en la cobertera se sitúan por encima de un escalón en el basamento (*falla de Sacedón*). La sección modelizada del corte A-B se muestra en la figura 6.

do un papel decisivo en la nucleación de la deformación. Sin embargo, trabajos recientes sobre la estructura en profundidad del borde oriental de la Cuenca del Tajo han mostrado la presencia de una importante falla normal (*falla de Sacedón*) por debajo de la estructura compresiva de la Sierra de Altomira (Perucha *et al.*, 1995; Muñoz Martín y De Vicente, 1998). Debido a su deducción posterior, estos autores no incorporan en su modelo esta falla en el basamento situada bajo la Sierra de Altomira, que supone un salto en la superficie del techo del basamento, así como una importante disminución hacia el O del espesor de los sedimentos triásicos.

En este trabajo, se han realizado modelos bidimensionales de elementos finitos de una sección vertical sobre las deformaciones iniciales de la cobertera en la Sierra de Altomira por encima de la *falla de Sacedón*. El objetivo de estos modelos ha sido comprobar, desde un punto de vista numérico, la hipótesis de que la presencia de una falla en el basamento, y el cambio en el espesor del nivel de despegue asociado, es causa suficiente para nuclear la deformación compresiva posterior que se observa en la cobertera mesozoica. Para ello se han realizado dos modelos con idéntica geometría previa a la deformación (obtenida a partir de los cortes compensados, y de los datos geofísicos):

En el primer modelo, todos los niveles del perfil analizado (basamento, nivel de despegue y cobertera mesozoica) poseen un comportamiento elástico definido por su módulo de Young ( $E$ ) y su coeficiente de Poisson ( $\nu$ ), pero con diferentes valores de resistencia (Tabla I).

Por el contrario, en el segundo modelo se ha supuesto un comportamiento elástico-plástico del nivel de despegue, para comprobar si el tipo de reología del nivel de despegue influye de algún modo en la localización de las deformaciones iniciales.

### La estructura de la Sierra de Altomira

Se ha denominado clásicamente como Sierra de Altomira al conjunto de alineaciones de rocas mesozoicas (jurásicas y cretácicas) que se extienden con una dirección aproximada N-S a NNO-SSE desde el pueblo de Durón (Guadalajara) hasta la línea Quintanar de la Orden-Belmonte-San Clemente (Álvaro y Capote, 1973) (Figs. 1 y 2). La Sierra de Altomira limita hacia el O con la Cuenca terciaria de Madrid, mediante un contacto de tipo falla inversa, con un salto vertical de más de 1500 m entre la cobertera mesozoica indeformada situada hacia el O y la cobertera deformada en la Sierra de Altomira (Querol, 1989). Por el E, la Sierra de Altomira limita con la Cuenca terciaria de Loranca, cuyos sedimentos paleógenos y neógenos se encuentran adosados mediante discordancias angulares y/o progresivas a los materiales mesozoicos del flanco oriental de dicha sierra (Díaz Molina y Tortosa, 1996).

Desde un punto de vista estructural, la Sierra de Altomira se corresponde con un cinturón de pliegues y cabalgamientos que afectan a la cobertera mesozoico-terciaria, que se encuentra despegada del basamento hercínico y del tegumento del Pérmico y Triásico inferior (Sánchez Soria, 1973). La estructura general de dicha sierra es la de uno o varios anticlinorios, formados por pliegues y cabalgamientos de dirección media N-S, con una marcada vergencia hacia el O. Dentro de esta estructura se pueden distinguir una serie de tramos o sectores bien diferenciados, que presentan características estructurales diferentes (Muñoz Martín, 1997). Así, se pueden distinguir tres tramos principales desde el N hacia el S: *septentrional*, *central* y *meridional* (Fig. 2), que se encuentran separados entre sí por una serie de accidentes oblicuos y transversales. Estos *accidentes* son conocidos desde los primeros estudios realizados

	Parámetros Mecánicos	Basamento	Nivel de Despegue	Cobertera
Modelo Elástico	Coefficiente de Poisson ( $\nu$ )	0.25	0.25	0.25
	Módulo de Young (Pa)	$8 \cdot 10^9$	$1 \cdot 10^9$	$3 \cdot 10^9$
	Esfuerzo Elástico Crítico (Pa)	—	—	—
	Endurecimiento (%)	—	—	—
Modelo Elástico-Plástico	Coefficiente de Poisson ( $\nu$ )	0.25	0.25	0.25
	Módulo de Young (Pa)	$8 \cdot 10^9$	$8 \cdot 10^9$	$3 \cdot 10^9$
	Esfuerzo Elástico Crítico (Pa)	—	$2 \cdot 10^7$	—
	Endurecimiento (%)	—	0	—

**Tabla I.-** Parámetros mecánicos utilizados en la construcción de los modelos de elementos finitos sobre las deformaciones iniciales, en sección vertical, de la Sierra de Altomira.

en la zona (Sánchez Soria, 1973), y se caracterizan por presentar estructuras oblicuas a los cabalgamientos frontales de dirección N-S.

En los *sectores Septentrional y Central*, la Sierra de Altomira consiste en uno o varios anticlinorios de dirección N-S a N20E, con pliegues y cabalgamientos con clara vergencia hacia el O. Los afloramientos mesozoicos desaparecen hacia el N, debido a una amortiguación progresiva de las estructuras por debajo de los sedimentos terciarios, tal y como revelan los perfiles sísmicos (Querol, 1989). Esto se traduce en la unión de las cuencas de Madrid y de Loranca. Al E del anticlinorio principal de la Sierra de Altomira, aflora de un modo discontinuo otro cinturón de pliegues (*anticlinorio de Pareja*), que presenta las mismas características que la Sierra de Altomira pero con un salto vertical menor. Hacia el S, el tramo septentrional enlaza con el sector central de la Sierra de Altomira a través de la *zona de transferencia de Anguix*.

En su sector central los pliegues suelen estar fallados en su flanco occidental mediante cabalgamientos de continuidad kilométrica con dirección general N-S. Estos sectores se encuentran divididos en tramos mediante dos *zonas de transferencia* (Anguix y Albalate), que presentan deformación oblicua y que se desarrollan a favor de fallas de basamento orientadas NO-SE (Rodríguez Aranda *et al.*, 1995).

Hacia el S, el sector central termina contra una zona de deformación oblicua de dirección NE-SO, que se corresponde con una importante falla en el basamento denominada por Sánchez Soria (1973) como *accidente del Riansares*, y por Capote (1983) como *falla de Tarancón - Cañete*. En este trabajo denominamos a esta estructura como *zona de falla de Tarancón*, y se corresponde con una zona de transferencia con sentido de movimiento dextrorso (en relación a los pliegues y cabalgamientos de la Sierra de Altomira) desarrollada en la cobertera mesozoica, justo por encima de un conjunto de fallas normales que afectan al basamento (Muñoz Martín y De Vicente, 1998).

Los cortes equilibrados, realizados en el borde oriental de la Cuenca del Tajo a partir de datos estructurales y geofísicos (Muñoz Martín y De Vicente, 1998), muestran un acortamiento de 9.1 km en la parte central de la Sierra de Altomira, decreciendo este valor hacia

sus extremos. Los perfiles de sísmica de reflexión y los datos gravimétricos nos han permitido estimar la geometría del basamento por debajo de las estructuras de la cobertera (Muñoz Martín, 1997). La característica más importante de este basamento es la presencia de una serie de fallas con salto normal, que controlan la sedimentación triásica (y posiblemente también la jurásica y cretácica), y que no se encuentran aparentemente involucradas en la deformación compresiva posterior. Estas fallas, sin embargo, controlan la posición y extensión lateral de los cabalgamientos de la cobertera, tal y como se puede deducir de los mapas de isobatas contruidos a partir de los perfiles sísmicos (Muñoz Martín y De Vicente, 1998).

En su *Sector Meridional*, las estructuras longitudinales de la Sierra de Altomira pasan de tener una dirección N-S a NO-SE, presentando unas características intermedias entre las de la Sierra de Altomira y de la Cordillera Ibérica. La Sierra de Altomira sufre un proceso de rotación antihoraria en la orientación de los pliegues y cabalgamientos, a la vez que comienzan a aparecer anticlinales aislados separados de la alineación principal de la sierra. Además, la estructura de estos anticlinales comienza a ser menos apretada, y los datos geofísicos (Querol, 1989; Muñoz Martín, 1997) demuestran que, desde la *zona de falla de Tarancón* hacia el S, existe toda una serie de anticlinales en el interior de la cuenca de Loranca, la mayor parte cubiertos por los sedimentos terciarios.

Para construir los modelos se ha elegido el corte geológico A-B mostrado en la figura 3, debido a que las condiciones de afloramiento son buenas, y a que está apoyado por datos geofísicos (perfiles sísmicos de reflexión y gravimetría, Muñoz Martín y De Vicente, 1998). Por este motivo, tanto la geometría deducida para la cobertera como para el basamento tiene un alto grado de fiabilidad. Además, este corte atraviesa el sector septentrional de la Sierra de Altomira, en las proximidades del sector Central, siendo una de las zonas más representativas desde un punto de vista estructural (las estructuras son muy rectilíneas y presentan un gran apretamiento).

## La aplicación de los elementos finitos a problemas geológicos estructurales

La técnica de los elementos finitos consiste en dividir un objeto de estudio, usualmente complejo, en una serie de fragmentos menores, denominados *elementos*, para poder abordar su estudio desde un punto de vista numérico. Estos *elementos* poseen una serie de límites geométricos definidos, así como con una serie de propiedades físicas muy variadas (mecánicas, eléctricas, térmicas,...). A los elementos, o grupos de elementos, se les aplican unas condiciones de contorno (de fuerza, movimiento, flujo térmico,...) en todos o en algunos de sus límites, para que el modelo se encuentre en equilibrio y sus límites tengan la mayor similitud posible con la rea-

lidad. Sólo así es posible resolver los sistemas de ecuaciones diferenciales que definen los procesos físicos que se estudian en cada elemento. Esta técnica proporciona una solución para cada elemento, lo que permite observar cómo varía la solución en cada punto del área o volumen estudiado. En realidad, cada elemento posee una serie de puntos de control («nodos»), definidos en sus aristas, vértices, etc, sobre los que se resuelven los sistemas de ecuaciones. Resulta obvio decir que para poder almacenar y resolver las matrices de ecuaciones que se obtienen, incluso para modelos estructurales sencillos en 2-D, resulta indispensable el uso de computadoras con velocidad de cálculo elevada.

Este tipo de metodologías se comenzó a desarrollar en ingeniería, aunque hoy en día se aplica a numerosas ramas de las ciencias, incluida la Geología. Dentro de la Geología, y durante la última década, esta técnica se ha venido incorporando en el estudio de sistemas complejos donde la geometría juega un papel importante. Así, en primer lugar los elementos finitos se aplicaron a estudios de hidrogeología (permeabilidad / flujo), y, más recientemente, se están aplicando en trabajos de geología estructural (esfuerzo / deformación) (Gölke *et al.*, 1994; Gölke y Coblenz, 1996; Janssen, 1996). La modelización resulta fundamental a la hora de comprobar las hipótesis que se establecen para explicar los resultados de una investigación, ya que permite simular algunos procesos geológicos que debido a su escala, localización o cinemática, no pueden ser observados fácilmente. Además, hoy en día y gracias a su uso técnico generalizado, existen programas de ordenador de distribución comercial que permiten realizar modelos de elementos finitos de un modo relativamente sencillo. De este modo resulta posible estudiar como influyen diversos factores (geométricos, mecánicos, cinemáticos, dinámicos, etc.) en los procesos geológicos.

Para construir un modelo de elementos finitos, el primer paso que hay que realizar es definir y acotar el problema a estudiar del modo más preciso posible, seleccionando todos los datos disponibles para conseguirlo. Una vez conseguidos todos los datos necesarios, es indispensable seguir una serie de pasos estructurados para que la realización del modelo llegue a buen fin. Estos pasos se pueden visualizar en forma de diagrama de flujo en la figura 4, y aunque varían ligeramente en función del programa que se utilice en la modelización, son equivalentes desde un punto de vista general. En nuestro caso hemos utilizado para la realización de los modelos el programa ANSYS 5.3 (ANSYS es una marca registrada de *Swanson Analysis Systems, Inc.*).

### Descripción de los modelos de elementos finitos

Para construir los modelos, en sección vertical y dos dimensiones, se ha adoptado un segmento del corte equilibrado A-B, una vez restituidas las deformaciones compresivas alpinas (Figs. 3 y 5). El modelo comprende tres tipos diferentes de materiales que, de techo a muro, son: una cobertera elástica y resistente (materiales jurásicos

y cretácicos), un nivel de despegue menos resistente (Triásico), y un basamento rígido y elástico, con un escalón debido a la presencia de la *falla de Sacedón* (Tabla I, Fig. 5). La longitud del perfil modelizado es de 11.5 Km, y su orientación es E-O. Para generar la deformación en el modelo, se ha supuesto que las dos unidades superiores se desplazan una distancia de 1 km desde el E hacia el O, lo que supone un 8,7 % de la longitud del perfil modelizado.

Las condiciones de contorno del modelo se muestran en la figura 5. Se puede observar que el límite occidental vertical del modelo permanece fijo («pin-line»), y que las dos láminas superiores se pueden desplazar por el rellano inferior hasta llegar a la *falla de Sacedón* (rellano inferior del cabalgamiento basal procedente de zonas más internas de la Cordillera Ibérica). El basamento permanece fijo (no está involucrado en la deformación compresiva), y el límite superior del modelo queda libre.

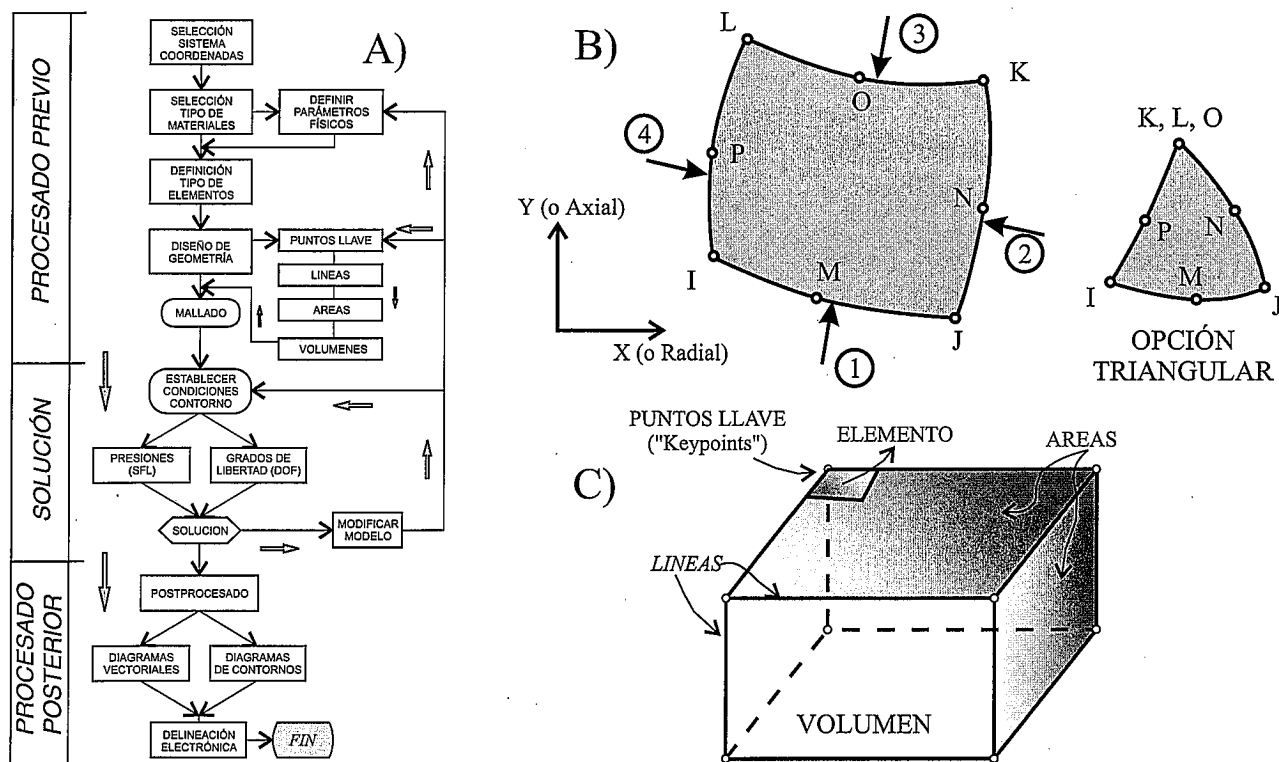
Se han realizado dos modelos diferentes, pero manteniendo la geometría mostrada en la figura 5. En ambos modelos, la lámina de cobertera y el basamento son elásticos, aunque éste último tiene una mayor resistencia (Tabla I). La diferencia entre los dos grupos de modelos estriba en que en el Modelo A se ha supuesto una unidad de despegue con un comportamiento elástico (aunque con una resistencia un orden de magnitud menor que las otras dos), mientras que en el Modelo B el nivel de despegue es elástico-plástico. Los valores de los parámetros mecánicos utilizados en los modelos finales se muestran en la Tabla I.

### Resultados de los modelos de elementos finitos

Una vez realizados los modelos se han analizado todos los resultados posibles, incluyendo las representaciones vectoriales y de contornos de isovalores, de las componentes parciales y totales de esfuerzos, deformaciones elásticas, plásticas y totales, así como de los desplazamientos y rotaciones. De todos estos resultados hemos seleccionado como más significativos los gráficos vectoriales de desplazamiento total, las curvas de isovalores de la componente vertical de desplazamiento, y los contornos de valores de deformación de cizalla total (elástica+plástica). Su selección se debe a que, además de ser unos resultados muy intuitivos, son los que mejor muestran las diferencias entre los dos modelos realizados.

Los modelos presentan algunos resultados comunes, entre los que destacan que la magnitud de los esfuerzos es máxima en el nivel elástico de la cobertera, y que el esfuerzo principal ( $\sigma_1$ ) se mantiene horizontal a lo largo de esta capa en todo el perfil (Figs. 6 y 7). Por el contrario, los mínimos valores de magnitud en los esfuerzos en ambos modelos se sitúan en el nivel de despegue. Por lo que se refiere al basamento, las magnitudes de esfuerzos que se obtienen en él son muy bajas.

En los dos modelos el escalón originado por la falla de basamento ejerce un papel determinante en la nucleación de la deformación, ya que es el factor que controla la posición de los desplazamientos verticales



**Figura 4.-** A) Diagrama de flujo del proceso seguido durante la construcción de los modelos estructurales con elementos finitos. B) Elemento PLANE82 utilizado en la realización de los modelos. Las presiones se aplican en las caras del elemento. En las zonas más irregulares se puede utilizar una opción triangular en el mallado. C) Construcción de la geometría de un modelo de elementos finitos desde los puntos llave ("key points"), hasta cuerpos en tres dimensiones.

en la cobertera y la localización de los máximos valores de deformación por cizalla en el nivel de despegue.

Las diferencias más importantes entre los dos modelos están relacionadas con la posición de los máximos valores de desplazamiento y con los valores y localización de los máximos valores de deformación por cizalla (Figs. 6 y 7), a los que se encuentra asociado el despegue de la cobertera.

#### A) Modelo con nivel de despegue elástico.

En este caso el máximo desplazamiento vertical se encuentra situado al E de la falla de Sacedón (Fig. 6B), alcanzando un valor máximo de 110 m. Además aparecen dos suaves flexiones, una positiva y otra negativa, al O de la posición de la falla. Según este modelo, las deformaciones iniciales se concentrarían al E de la falla, en una posición más oriental de la que presentan las estructuras compresivas que se observan hoy en día en la Sierra de Altomira.

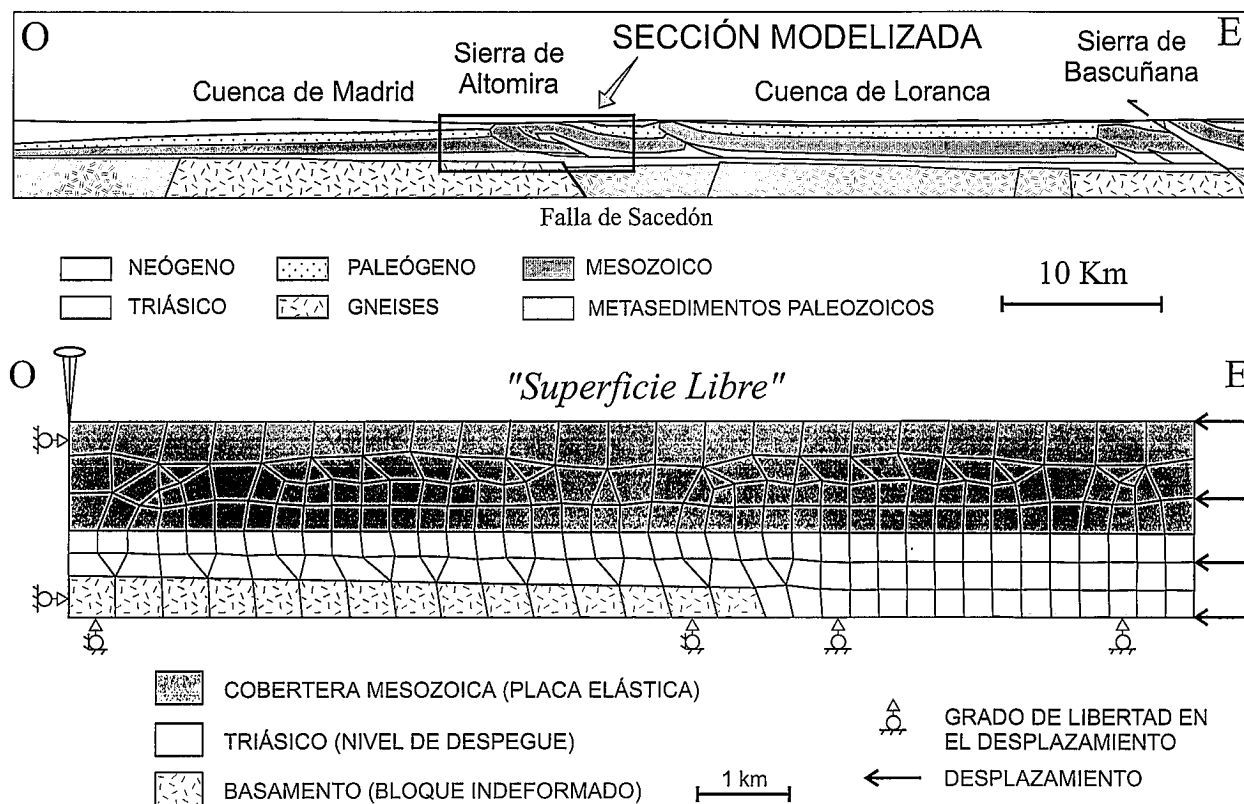
Por lo que se refiere a los máximos valores de deformación por cizalla (Fig. 6C), éstos se encuentran dispuestos en las proximidades del techo del nivel de despegue hacia el O del escalón en el basamento, con un valor máximo por encima del escalón del basamento, y extendiéndose tanto hacia el E como hacia el O de dicho escalón. La magnitud de estos valores de cizalla es la mitad de la que se obtiene en el modelo B

#### B) Modelo con nivel de despegue elástico-plástico

Los resultados obtenidos en este segundo modelo muestran que los valores máximos de desplazamiento vertical (108 m) se sitúan justo encima de la posición de la falla de Sacedón (Fig. 7B). Esta localización coincide con la posición de los cabalgamientos que se deduce de la integración de los datos estructurales y geofísicos, tal y como se muestra en el corte geológico de la figura 3. Otras diferencias respecto al Modelo A son la desaparición de una zona con levantamiento moderado hacia el extremo occidental del modelo en la Cuenca de Madrid, así una mayor extensión longitudinal de la zona que sufre levantamiento vertical.

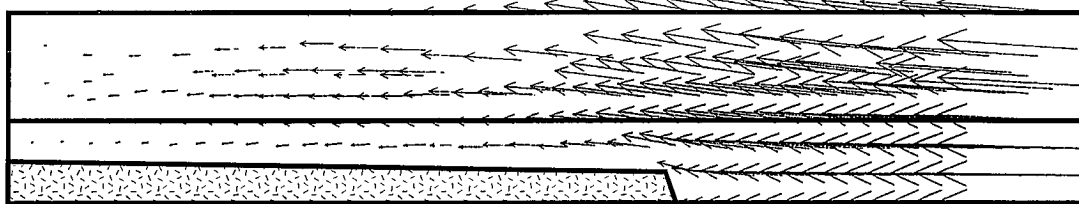
Por lo que se refiere a los máximos valores de deformación por cizalla, en este modelo la magnitud máxima que se obtiene es el doble que para el modelo A. Además, la geometría de la zona donde se concentran los máximos valores (Fig. 7C) se extiende desde el vértice del escalón en el basamento hacia el techo del nivel de despegue hacia la zona situada hacia el O. Estos datos también concuerdan con la estructura de la Sierra de Altomira mostrada en la figura 3, ya que el desarrollo principal de las rampas de los cabalgamientos se sitúan desde el vértice del escalón hacia el techo del nivel de despegue situado en la zona de antepaís relativo (Cuenca de Madrid). Además, los cortes geológicos equilibrados realizados en esta zona (Muñoz Mar-



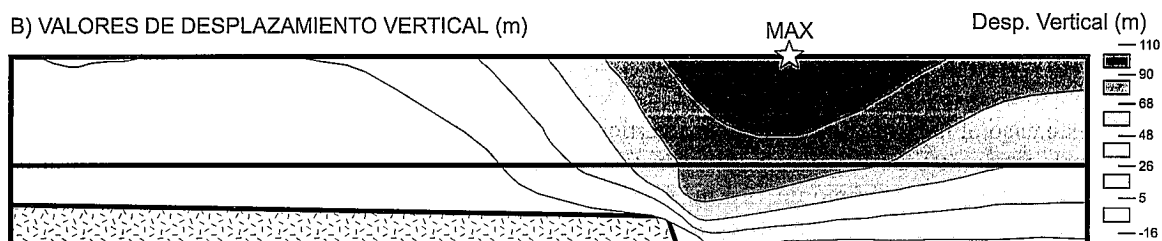


**Figura 5.-** Geometría, condiciones de contorno y mallado utilizado en los dos grupos de modelos generados para estudiar las deformaciones iniciales sobre la *falla de Sacedón*. Las deformaciones se han simulado mediante la aplicación de un desplazamiento de 1 km de magnitud hacia el O en el límite oriental del modelo (ver texto para la explicación).

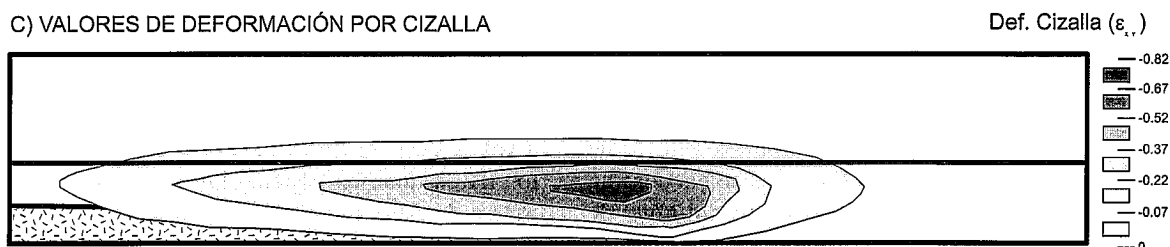
A) VECTORES DE DESPLAZAMIENTO TOTAL



B) VALORES DE DESPLAZAMIENTO VERTICAL (m)



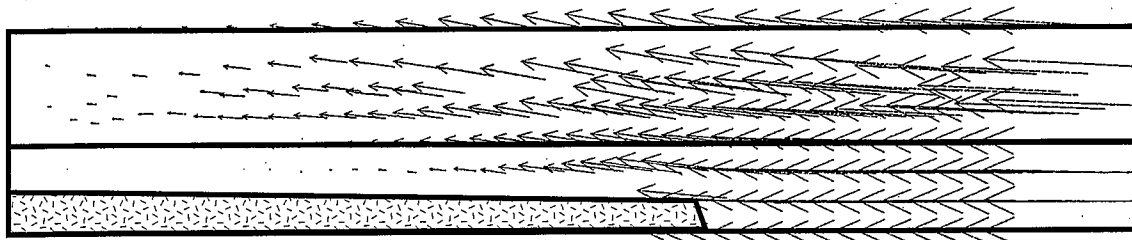
C) VALORES DE DEFORMACIÓN POR CIZALLA



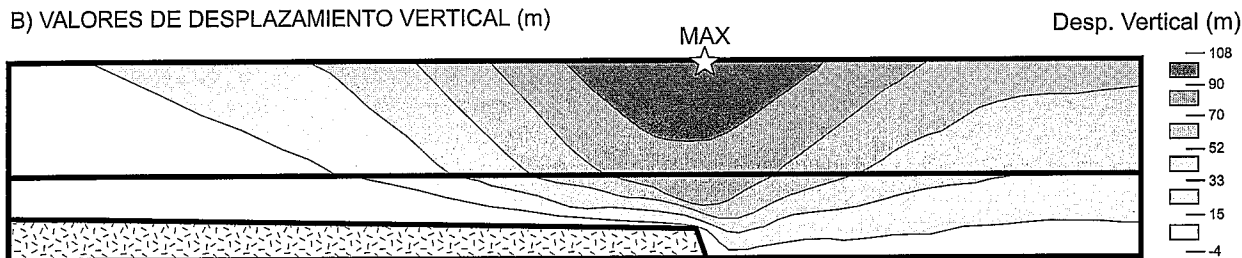
**Figura 6.-** Resultados de los modelos de elementos finitos sobre las deformaciones iniciales asociadas a la *falla de Sacedón* con un nivel de despegue elástico para un acortamiento de 1 Km. A) Vectores de desplazamiento total en los centroides de los elementos (el tamaño de los vectores es proporcional al valor del desplazamiento). B) Isocontornos de los valores de desplazamiento vertical (en metros). Se puede observar la posición del máximo desplazamiento vertical localizado al E de la *falla de Sacedón*. C) Isocontornos de la deformación por cizalla ( $\epsilon_{xy}$ ). El valor máximo se sitúa por encima del escalón del basamento, y se extiende hacia el E y hacia el O desde éste por el nivel de despegue.



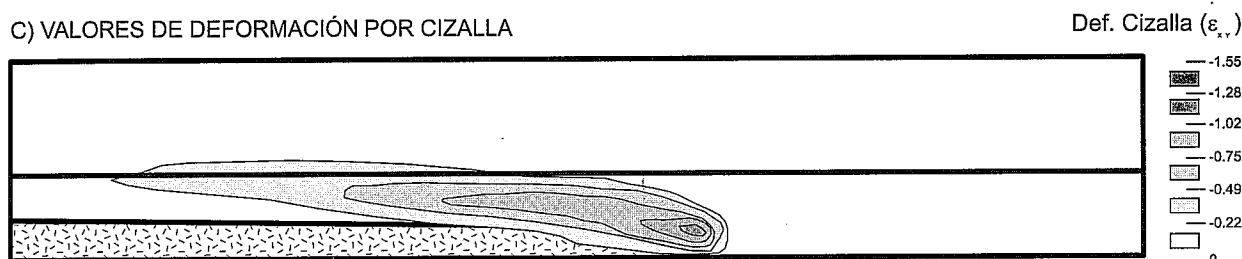
## A) VECTORES DE DESPLAZAMIENTO TOTAL



## B) VALORES DE DESPLAZAMIENTO VERTICAL (m)



## C) VALORES DE DEFORMACIÓN POR CIZALLA



**Figura 7.-** Resultados de los modelos de elementos finitos sobre las deformaciones iniciales asociadas a la falla de Sacedón con un nivel de despegue elástico-plástico para un acortamiento de 1 km. A) Vectores de desplazamiento total en los centroides de los elementos. B) Isovalores de desplazamiento vertical. Se puede observar la posición del máximo desplazamiento vertical localizado justo encima de la falla de Sacedón. C) Isocontornos de la deformación por cizalla ( $\epsilon_{xy}$ ). El valor máximo se sitúa por encima del escalón del basamento, y se extiende desde éste hacia el O y hasta alcanzar el techo del nivel de despegue. Estos resultados coinciden con la localización de los cabalgamientos en la Sierra de Altomira: desde el escalón que supone la Falla de Sacedón hacia el antepaís (Cuenca de Madrid).

tín y De Vicente, 1998) muestran el desarrollo de zonas de rellano en el techo del nivel de despegue en la Sierra de Altomira, lo que debe estar relacionado con elevados valores de deformación por cizalla en el contacto entre el nivel de despegue y la cobertera jurásico - cretácica.

### Discusión y conclusiones

La realización de modelos de elementos finitos sencillos en 2-D ha permitido comprobar la hipótesis de que la presencia de un escalón en el basamento situado por debajo del nivel de despegue, en el caso de una tectónica de piel fina, es un factor de primer orden en la nucleación de las deformaciones iniciales. Además, los resultados del modelo que supone un comportamiento elástico-plástico del nivel de despegue se ajustan mejor con la estructura de la Sierra de Altomira que el modelo que supone un comportamiento elástico de dicho nivel. El hecho de que el modelo B sea más realista está relacionado con que el nivel de despegue incluye rocas que presentan una deformación de tipo plástico (arcillas y evaporitas).

Los resultados de estos modelos complementan y amplían modelos anteriores que tenían sólo en cuenta la geometría en cuña de la cobertera mesozoica, lo que generaba concentraciones de la deformación en el límite de desaparición de las evaporitas del *Keuper* hacia el O. Dado que las fallas del basamento han debido tener un importante papel en la sedimentación de las unidades triásicas (ver los mapas de distribución de facies y espesores de las unidades mesozoicas en Querol, 1989), es muy probable la presencia de cambios de facies en los sedimentos triásicos asociados a estas fallas. En este sentido, algunos autores (Vergés *et al.*, 1992; Vergés, 1994) han sugerido que las variaciones de facies en el nivel estratigráfico de despegue, pueden resultar determinantes en la localización de cabalgamientos posteriores.

Teniendo esto en cuenta, lo más probable es que ambos factores, geometría escalonada del basamento y variaciones de facies asociadas a estas fallas, hayan podido actuar de un modo conjunto en la localización de las deformaciones iniciales y, posteriormente, en el desarrollo de los cabalgamientos de la cobertera que forman la Sierra de Altomira. Por otra parte, ambos factores, espe-

cialmente la presencia de la *falla de Sacedón*, explican la geometría rectilínea que presenta la Sierra de Altomira en sus sectores central y septentrional.

Los autores desean dedicar este trabajo a la memoria del que fue un excelente compañero y amigo, el Dr. Juan Francisco Bergamín. Los autores también agradecen a M. Gölke, M. Janssen y G. Bada, de la Universidad Libre de Amsterdam (Holanda), sus comentarios y sugerencias durante la realización de los modelos de elementos finitos, y a los dos revisores anónimos sus comentarios y críticas al trabajo. Este trabajo es una síntesis de una parte de la Tesis Doctoral del primer autor, y ha sido financiado por el proyecto PB94-0242 de la DGICYT.

## Bibliografía

- Álvaro, M. y Capote, R. (1973): Las estructuras menores de las calizas jurásicas en un sinclinal de la Sierra de Altomira (Cuenca, España). *Estudios geol.*, 31: 241-247.
- Capote, R. (1983): La tectónica de la Cordillera Ibérica. En: *Geología de España, Libro Jubilar J.M. Ríos*, t. II, IGME, Madrid: 109-120.
- De Vicente, G., Calvo, J.P. y Muñoz Martín, A. (1996) Neogene tectono-sedimentary review of the Madrid basin. En: *Tertiary Basins of Spain* (P. Friend y C. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press: 260-263.
- Díaz Molina, M. y Tortosa, A. (1996): Fluvial fans of the Loranca Basin, Late Oligocene-Early Miocene, central Spain. En: *Tertiary Basins of Spain* (P. Friend y C. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press: 292-299.
- Gölke, M., Cloetingh, S. y Fuchs, K. (1994): Finite-element modelling of pull-apart basin formation. *Tectonophysics*, 240: 45-57.
- Gölke, M. y Coblenz, D. (1996): Origins of the European Regional Stress Field. *Tectonophysics*, 266: 11-24.
- Guimerá, J. y Álvaro, M. (1990): Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne Ibérique et la Chaîne Cotière Catalane (Espagne). *Bull. Soc. Geol. France*, 2: 339-348.
- Janssen, M. (1996): *Intraplate deformation in Africa as a consequence of plate boundary changes*. Thesis Vrije Universiteit (Amsterdam): 161 pp.
- Muñoz Martín, A. (1997): *Evolución geodinámica del borde oriental de la cuenca del Tajo desde el Oligoceno hasta la actualidad*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense, Madrid: 500 pp.
- Muñoz Martín, A. y De Vicente, G. (1998): Cuantificación del acortamiento alpino y estructura en profundidad del extremo sur-occidental de la Cordillera Ibérica (Sierras de Altomira y Bascuñana). *Rev. Soc. Geol. España*, 11 (3-4):39-58.
- Muñoz Martín, A., Cloetingh, S., De Vicente, G. y Andeweg, B. (1998): Finite element modelling of tertiary paleostress fields in the eastern part of the Tajo Basin (Central Spain). *Tectonophysics*, 300: 47-62.
- Perucha, M.A., Muñoz Martín, A., Tejero, R. y Bergamín, J.F. (1995): Estudio de una transversal entre la Cuenca de Madrid y la Cordillera Ibérica a partir de datos estructurales, sísmicos y gravimétricos. *Geogaceta*, 18: 15-18.
- Querol, R. (1989): *Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo*. E.T.S.I. Minas de Madrid (Depto. de Ingeniería Geológica): 48 pp.
- Rodríguez Aranda, J.P., Muñoz Martín, A., Giner, J.L. y Cañaveras, J.C. (1995): Estructuras tectónicas en el basamento de la Cuenca de Madrid y su reflejo en la cobertera sedimentaria neógena. *Geogaceta*, 18: 19-22.
- Sánchez Soria, P. (1973): *Estudio geológico de la Sierra de Altomira (entre Paredes y Belmonte)*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense, Madrid: 297 pp.
- Van Wees, J.D. (1994): *Tectonic modelling of basin deformation and inversion dynamics*. Thesis Vrije Universiteit, Amsterdam: 164 pp.
- Van Wees, J.D., Cloetingh, S. y De Vicente, G. (1995): The role of pre-existing weak-zones in basin evolution: constraints from 2D finite element and 3D flexure models. *Modern developments in structural interpretation, validation and modelling* (P.G. Buchanan y D.A. Nieuwland, Eds.). *Geol. Soc. Spec. Pub.*, 99: 297-320.
- Vergés, J. (1994): Trías salino: control de primer orden del sistema de cabalgamientos Eoceno Oligoceno. *II Congreso del G.E.T., comunicaciones*: 221-224.
- Vergés, J., Muñoz, J.A. y Martínez, A. (1992): South Pyrenean fold and thrust belt: the role of foreland evaporitic levels in thrust geometry. En: *Thrust tectonics* (K.R. Mc Clay, Ed.), Chapman and Hall, London: 255-264.

*Manuscrito recibido el 17 de Enero de 1998*

*Aceptado el manuscrito revisado el 30 de Diciembre de 1998*